

Neógeno superior y Cuaternario del Penedès (Catalunya, España)*

por Francesc GALLART

Departament de Geomorfologia i Tectònica, Fac. de Geologia, Universitat de Barcelona. Gran Via, 585. Barcelona-7.

* En este artículo se resumen las conclusiones de la tesis doctoral del autor (Gallart, 1980).

RESUMEN

Se presenta brevemente la estratigrafía del Neógeno superior, haciendo hincapié en la diferencia entre el Vallesense y el Turolense-Plioceno. A continuación se caracteriza el Cuaternario antiguo con respecto al Plioceno, y se describe la secuencia cuaternaria con una breve discusión sobre los sistemas morfológicos pleistocenos.

SUMMARY

The Penedès basin is a graben of miocene age which follows to the SW the Vallès basin, forming the Prelitoral Catalan Depression. St. Sadurni, the main village in the studied area, is 40 km to the East of Barcelona. Very interesting mammalian faunas from Vindobonian to Turolian age are known in this graben, mainly after Crusafont's and Villalta's papers.

The author has proved the Pliocenic age of the upper part of the filling (Gallart, 1978), and gives in the present paper a summary of the neogenic and quaternary stratigraphy, which includes some old quaternary deposits covering the pliocenic formation. Differences between Vallesian and Turolian-Pliocene units and Pleistocene geomorphic systems are the main problems shown.

INTRODUCCIÓN

Con la finalidad de obtener una secuencia de los acontecimientos geomorfológicos durante el Cuaternario, se ha realizado un estudio geomorfológico detallado de un sector del Penedès (40 km al SW de Barcelona). Este sector ha sido escogido por ofrecer unas características poco comunes, como son la existencia de acumulaciones detríticas que habían sido consideradas del Cuaternario antiguo (Solé Sabaris, com. oral), una tendencia a la disección de la red fluvial claramente marcada, la independencia de esta red con respecto a las zonas ocupadas por morfogénesis glacial (e incluso periglacial) durante el Cuaternario, y unos caracteres litológicos y climáticos que no difieren de los comunes a amplios sectores del área catalana mediterránea. La temperatura media anual es del orden de los 15°, siendo la precipitación total próxima a los 510 mm., con déficit en los meses de enero, febrero, junio y julio.

Algún tiempo después de iniciados los trabajos, se hizo evidente la insuficiencia de los datos existentes sobre el substrato neógeno que inicialmente quedaba fuera del objetivo del trabajo planeado. Por esta razón y por existir una clara relación entre este Neógeno y las formaciones consi-

deradas del Pleistoceno inferior, se consideró necesario incluir su estudio.

Como metodología se ha usado la cartografía geomorfológica detallada (1:25.000), el levantamiento de series estratigráficas, análisis morfométricos de los elementos detríticos entre 3 y 10 cm de eje máximo (se ha utilizado una modificación de la metodología de Cailleux, ver Gallart y Doménech, 1979 y Gallart, 1981), y análisis mineralógico cualitativo de arcillas mediante rayos X. Las muestras con probable contenido en micromamíferos han sido sistemáticamente lavadas.

EVOLUCIÓN PRE-PLIOCENA DEL PENEDÈS

El Penedès es una fosa tectónica que forma parte del Sistema Mediterráneo o Catalánides, correspondiendo el modelado actual a un juego normal de edad miocena de fallas que han podido actuar como inversas o de dirección durante la compresión alpina (para más detalles ver Fontboté, 1954; Guimerà y Santanach, 1978, y Solé Sugrañes, 1978). Los materiales más antiguos se atribuyen al Burdigaliense medio-inf. (Cabrera, 1979) y están relacionados a la falla que limita la fosa por el SE, aunque poco más tarde aparecen ya materiales procedentes del borde NW. La falla que limita la fosa por este último lado es la más importante como lo revela la disposición basculada del relleno sedimentario, el relieve más enérgico del labio levantado, y el sentido de aporte del mismo relleno.

Las formaciones neógenas del Vallès-Penedès han sido objeto de innumerables publicaciones sobre sus contenidos fosilíferos, sobre todo por parte de Crusafont y Villalta. Por el contrario, la litoestratigrafía cuenta con pocos títulos y carece de un trabajo de conjunto, siendo las conclusiones en algunos casos contradictorias. En líneas generales se trata de formaciones continentales rojas en la base y que toman colores pálidos a partir del Astaraciense para volver a presentar un rojo intenso en el Turolense. Los datos más fidedignos sobre las formaciones marinas les atribuyen una edad desde Burdigaliense hasta la base del Serravaliense (Magné, 1979) aunque ello esté en contradicción con otros trabajos (Guigon et al. 1973 a y b).

El drenaje del borde NW (Cordillera Prelitoral) es relativamente sencillo; el hundimiento progresivo de la fosa y el levantamiento del borde NE de la Depresión del Ebro han permitido la instalación de una red fuertemente encajada que ha ido capturando la cuenca del Ebro, invirtiendo el sentido del drenaje paleógeno.

Por el contrario, el drenaje del borde SE, que ha sido objeto del interés de varios autores, es algo más complejo, ya que algunos cursos que tienen su origen en la fosa o en el borde NW atraviesan netamente el bloque levantado (Cordillera Litoral), por esta razón tales cursos han sido considerados como sobreimpuestos sobre el relleno neógeno (ver Llopis, 1943, Solé, 1958; Calzada, 1975). Teniendo en cuenta que hay varios criterios que permiten considerar que la fosa del Penedès no estaba abierta al mar solamente por el estrecho de El Vendrell, sino que una gran parte de la Cordillera Litoral podía estar bajo las aguas (ver Villalta et al. 1968, Esteban y Permanyer, 1977), y que el drenaje mencionado es obsecuente con la disposición del relleno neógeno, basculado hacia el NW; puede admitirse que la red es antecedente a este basculamiento y heredada de una situación del mar mioceno que sumergía la mayor parte de la actual Cordillera Litoral.

Paleoclimatología (Paleoecología y alteraciones)

El estudio de las faunas de mamíferos (Crusafont, 1954) y de la mineralogía de las arcillas (Martin Vivaldi et al. 1957) indican un ambiente de sabana en el Burdigaliense, un aumento de la humedad al empezar el Vindoboniense, y, a partir del Vallesense, una progresiva disminución de la humedad hasta llegar a un ambiente de estepa en el Turoliese. Estas conclusiones han sido puestas en duda para sectores más amplios de la Península por Bomer (1978) que indica que una mayor humedad en el Pontiese posibilitaría el drenaje exorreico y el cambio de sedimentación evaporítica a carbonatada; y por Vaudour (1979) que indica que la desaparición de las estaciones fuertemente contrastadas posibilitaría la formación de suelos rojos con caolinita en el Mioceno terminal y el Plioceno.

Golpe (1979) modifica ligeramente las hipótesis clásicas sobre el Vallesense al indicar que la vegetación que no es de ribera muestra una elevada resistencia a los cambios de humedad estacional, y que los mamíferos poseen dentición adecuada a alimentos duros, con algunas adaptaciones para escarbar en el terreno y obtener alimentos subterráneos, Sanz de Siria (1979) propone para el Astaraciense superior periodos lluviosos intercalados con épocas de sequía prolongada.

Los paleosuelos existentes en las formaciones vallesenses del Penedès muestran un horizonte arcilloso de color marrón oscuro (6,5 a 7,5 YR 6/4) por encima de otro horizonte más claro (5.5 YR 6/6) enriquecido en carbonatos en forma de pseudomicelios o pedodos, que en algunos casos son moldes internos de conchas de helícidos. Las arcillas de estas formaciones son illitas y vermiculitas, Martin Vivaldi et al., 1957, indican además montmorillonita y caolinita dudosa. La existencia de un horizonte carbonatado y la carencia de rubefacción y de caolinita hacen pensar que se trata de suelos de estepa cálida donde la ausencia de una estación suficientemente húmeda impedía la rubefacción y la formación de caolinita.

Litoestratigrafía

Discordante sobre las formaciones continentales vallesenses y astaracienses he reconocido la existencia de una formación continental de carácter detrítico, de color rojo (10 R a 5 YR), con un espesor del orden de 100 m, y que culmina con glaciés de derrame atribuibles al Cuaternario antiguo (ver más adelante). Por ser la presencia de capas y bancos de conglomerados cementados la característica de esta unidad que más la diferencia de las formaciones infra-yacentes, la he denominado informalmente *conglomerados de Riudebitlles*. En las cercanías de este río es donde la mencionada unidad aflora con mayor extensión. Esta formación corresponde a la *formación aluvial superior* de Almera (1900) y Almela (1953), a la *facies de la Guixera* de García Rodrigo (1956) y al *Mioceno superior fluviotorrential* de Guigon et al. (1973 a y b).

Se trata en líneas generales de conglomerados en bancos y algunos lentejones que pasan a arenas de grano grueso en algunos sectores distales, intercalados entre paquetes lutíticos rojos con abundantes indicios de actividad edafogénica, especialmente nódulos y pseudomicelios calcáreos; también hay algunas intercalaciones con caracteres hidromorfos. Las acumulaciones conglomeráticas muestran un gran predominio de los elementos calcáreos, procedentes del Triásico de facies germánica de la Cordillera Prelitoral y del Paleógeno marino del borde de la Depresión del Ebro; en general están claramente lavadas, y cuando hay una cierta cantidad de arcilla es difícil saber si se trata de una matriz sedimentaria o de arcilla de alteración; solamente en los sectores más proximales hay algunos bancos francamente mal lavados. Localmente hay algunas acumulaciones de gravas y arenas de pizarras procedentes del zócalo de la Cordillera Prelitoral.

Los fenómenos de alteración sincrónica con la deposición, dan a estas acumulaciones algunas de sus características más particulares; aparte de los mencionados anteriormente hay que resaltar la presencia de intercalaciones de gravillas de material silíceo o metamórfico rubefactado en algunos sectores bastante distales, donde solamente pueden explicarse por la eliminación de los elementos calcáreos; los fragmentos de bauxita detrítica, abundantes en algunos paquetes arcillosos, pueden tener el mismo significado. Los cantos calcáreos que no forman parte de un conglomerado cementado muestran un córtex blanquecino originado por una corrosión superficial que respeta, por ejemplo, los nódulos de sílex de los cantos procedentes del Muschelkalk; los conglomerados cementados muestran abundantes cavidades originadas por la disolución de algunos elementos después de la cementación, estas cavidades están a menudo tapizadas por precipitaciones de calcita esparítica. Las rocas de la Cordillera Prelitoral que descansan directamente debajo de los conglomerados de Riudebitlles están intensamente alteradas; las calizas muestran formas de lapiaz y las filitas están rubefactadas en un espesor de algún metro a pesar de que se trata del labio de falla y que la erosión era por lo tanto intensa; las arcillas de esta alteración son illita y caolinita dominantes (las filitas frescas dan clorita e illita), y las bolsas de arcilla de decalcificación del lapiaz son de illita, caolinita e interestratificados de vermiculita.

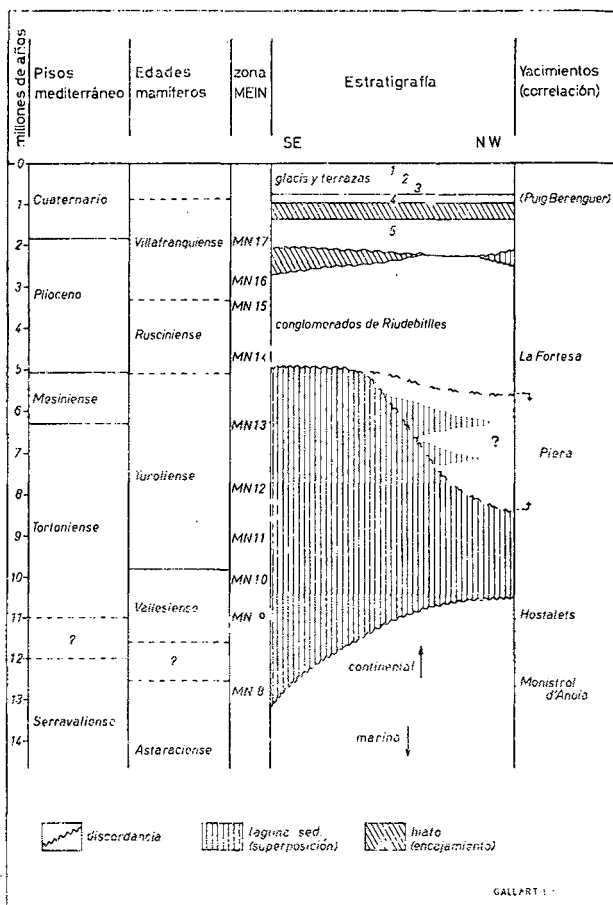


Fig. 1. Esquema de la estratigrafía del Neógeno superior en el valle del Anoa entre St. Sadurn y Vallbona. La relación entre las edades absolutas, los pisos marinos y continentales y las zonas de Mein está basada en Aguirre et al. (1977). El yacimiento de Monistrol está situado de acuerdo con las indicaciones verbales de Santafé.

Paleontología —La Fortesa

Los niveles hidromorfos cercanos a la base de los conglomerados de Riudebitlles en las proximidades del caserío de La Fortesa (Piera), han suministrado una fauna que, a pesar de su pobreza, es interesante desde el punto de vista estratigráfico, ya que permite su asignación al Plioceno (Gallart, 1978).

Este yacimiento se halla en las coordenadas 1.º 45'37.8" long. E; y 41º 28' 0.5" lat. N. Se han determinado: *Prolagus michauxi* López (1975): un 4º premolar superior *Rhagapodemus hautimagnensis* Mein y Michaux (1970): dos m² (sup. e inf.) *Hipparion* s.p.: un fragmento de molar además de otros restos de vertebrados inclasificables.

El múrido *Rhagapodemus hautimagnensis* caracteriza la biozona MN 14 de Mein (1975), pero su significación estratigráfica no es demasiado precisa ya que aunque suele considerarse del Rusciniense inferior, puede representar un Plioceno medio o hasta superior (Michaux, 1980).

—Piera

A pesar de que los materiales donde se han encontrado los clásicos yacimientos de Piera se diferencian de los conglomerados de Riudebitlles por la falta de elementos detríticos calcáreos, esta diferencia se puede explicar simplemente por las distintas áreas fuente de sus acumulaciones. Las observaciones de terreno llevan a pensar que ambas unidades enlazan lateralmente, y muestran una relativa homogeneidad respecto al color y a la mineralogía de arcillas.

Desgraciadamente las faunas clásicas de estos yacimientos no permiten una datación más precisa que la atribución a un «Pikermiense» o Tuoliense. Los lavados de sedimento realizados para hallar un posible contenido en micromamíferos han sido infructuosos.

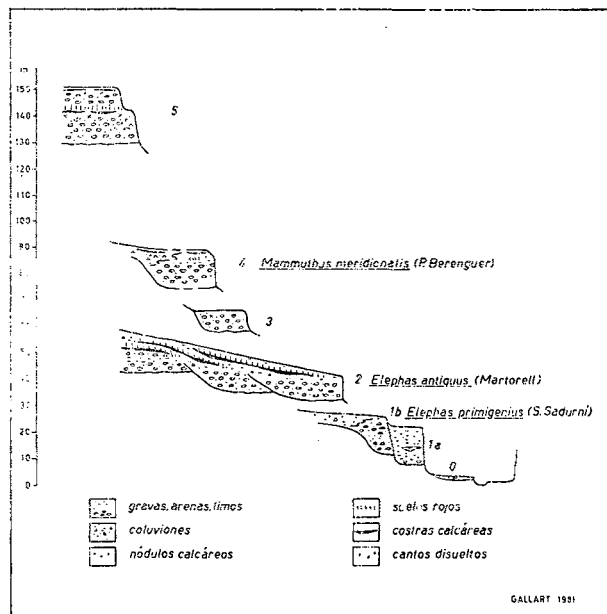


Fig. 2. Esquema del escalonamiento de las formas y formaciones cuaternarias del valle del Anoa en el Penedès. Se indican las correlaciones con las faunas de elefantes del sistema del Llobregat, al cual pertenece el propio Anoa.

En líneas generales se puede, por lo tanto, proponer un esquema similar al propuesto por Adrover et al. (1978) para la cuenca de Teruel, por Aguirre et al. (1975) para Granada, Ciudad Real y Cuenca del Duero y Vaudour (1979) para la Cuenca del Tajo; es decir, una continuidad de la sedimentación y de las facies entre el Tuoliense (o parte de él) y el Rusciniense (ver fig. 1). Rousset (1980) propone para Provenza una continuidad climática entre el Mioceno Terminal y el Plioceno que posibilitaría la neoformación de caolinita, inexistente en el Mioceno medio - superior.

Disposición cartográfica y estructura

Los conglomerados de Riudebitlles se disponen en una franja adosada a la falla NW de la fosa del Penedès, y se apartan de ella hasta unos 10 km en el sector del río Riudebitlles, dando un esquema cartográfico de forma triangular, limitado al SW a grandes trazos por este río, y al E por el Anoa.

Aparte de algunas pequeñas fracturas que afectan a esta unidad, la franja adosada a la falla de la Cordillera Prelitoral

muestra una estructura que puede esquematizarse como una discordancia progresiva aunque los afloramientos no son muy favorables a este tipo de observaciones. El contacto con los materiales de esta Cordillera suele ser por falla aunque en algunos casos hay una fosilización del talud. Los buzamientos de este sector pueden alcanzar los 45°, lo que excluye una inclinación simplemente sedimentaria.

La inexistencia de materiales pliocenos en el margen izquierdo del Anoiá, si excluimos la franja adosada a la falla, puede indicar un juego normal de la hipotética falla denominada *del Anoiá* (Guimera y Santanach, 1978; Cabrera, 1979). Otra interpretación sería la existencia de un paleorelieve erosivo fosilizado durante el Plioceno y/o el Turoliense.

CUATERNARIO

Estratigrafía

◦ Ante las dificultades que presenta la adaptación de los criterios de la *Guía Estratigráfica Internacional* (ISSC, 1976) al Cuaternario en sectores donde la disección domina notablemente sobre la acumulación, he utilizado el método empleado generalmente en geomorfología de definir una serie de conjuntos de formas y formaciones de edad análoga, a los que he denominado *niveles*, identificados gracias a una serie de criterios de correlación (escalonamiento, superposición, alteraciones, conservación, relaciones con otras formas, etc.).

—El inicio del Cuaternario (Nivel V)

Sobre los conglomerados de Riudebitlles yace una formación ligeramente más torrencial que, aunque en algunos puntos parece formar parte de la misma unidad, es claramente expansiva respecto a ella y se encaja ligeramente por debajo de sus niveles más altos. Esta formación más moderna, da unas llanuras similares a las denominadas «rañas» o «sasos» en otros sectores de la Península Ibérica.

Las características morfométricas de los cantos de caliza indican un desgaste muy inferior al de los de los conglomerados de Riudebitlles para una misma distancia de transporte, así como un aplanamiento ligeramente más elevado (Gallart, 1981). La evolución durante el transporte indica una conservación del desgaste y un aumento del aplanamiento; teniendo en cuenta que el transporte por agua corriente fragmenta poco (Tricart y Vogt 1967) y que la disolución no aumentaría el aplanamiento conservando el desgaste, se llega a la hipótesis de que el fenómeno responsable del aumento de aplanamiento ha de ser la fragmentación por el hielo. Esto no significa necesariamente un sistema de tipo periglacial, sino la aparición de las heladas estacionales como fenómeno suficientemente frecuente para dejar su huella en la forma de los cantos calcáreos; los índices morfométricos de esta formación en su sector más distal se acercan notablemente a los mostrados por las acumulaciones aluviales de las terrazas del río Anoiá.

Además del inicio a la tendencia al encajamiento y de la forma de los cantos, hay algunos otros hechos que se pueden considerar característicos de un sistema morfogenético de tipo cuaternario, como la existencia de glaciares rocosos tallados en calizas masivas, en los que hay algunos restos de formación coluvial clástica que indica una gran importancia de la meteorización mecánica en su elaboración.

Es posible que esta formación torrencial haya sido elabo-

rada en dos fases claramente diferenciadas, ya que en muchos sectores existe un suelo fersialítico muy desarrollado, con un horizonte argílico de más de 1 m de espesor. Lo que es difícil de estimar es si esta interrupción, que estuvo ligada a una fase de incisión, ya que la elaboración de este tipo de suelos requiere un buen drenaje, sería suficiente para dar dos formas escalonadas en un sector donde no existiera ninguna tendencia a la subsidencia.

La falla que limita la fosa del Penedès con la Cordillera Prelitoral ha actuado posteriormente a la acumulación del nivel V, aunque las características litológicas del labio levantado no permitan la elaboración y conservación de formas características.

Las formaciones del río Anoiá relacionables con este nivel se hallan a una altura del orden de 140 m sobre el nivel actual del cauce, y no conservan en absoluto la forma de terraza.

—Cuaternario medio y reciente

Por debajo de las formas y formaciones culminantes del nivel V se escalonan seis niveles que he agrupado en 5 atendiendo al encajamiento relativo y a la significación geomorfológica. El nivel inferior lo he denominado 0 por representar un sistema morfogenético totalmente distinto a los restantes, el nivel I es doble, y el nivel II tiene carácter triple aunque no es posible diferenciar cartográficamente los tres subniveles (ver fig. 2).

Las formaciones IV apenas conservan la forma de acumulación; se trata de acumulaciones aluviales y algunas de cono de deyección que muestran una altura relativa del orden de 90 m, en su punto más alto, pudiendo presentar espesores del orden de 15 m. La parte basal de las formaciones suele estar cementada, y la parte superior muestra la acción de edafogénesis sucesivas, con aparición de cavidades de cantos disueltos con revestimientos de calcita en forma de geoda, horizontes argílicos rojos recarbonatados, y culminando con una costra muy mal conservada. Aunque los lavados de sedimento han resultado infructuosos, este nivel puede relacionarse con la terraza de 85-90 m. del Llobregat en Manresa (Puig Berenguer) no sólo por su similar altura relativa, sino por su análoga situación dentro de la secuencia cuaternaria (Ribera, 1950; Larragan y Masachs, 1956); esta terraza ha suministrado una fauna con *Archidiskodon* (*Mammuthus meridionalis*) que debe considerarse anterior al Cromer (Masachs y Villalta, 1953).

El nivel III se reduce a algunos restos de formación aluvial cementada a los que es difícil relacionar ninguna formación coluvial o forma. La altura relativa es de 65 m.

Las formas más características del nivel II son amplios glaciares, cuyo estudio muestra una elaboración en tres etapas separadas por periodos de disección y edafogénesis. Las formaciones aluviales muestran también la existencia de dos etapas de encajamiento que separan tres unidades, aunque el espesor de éstas es superior al encajamiento, y los materiales coluviales y eólicos han eliminado cualquier diferenciación de formas. Los materiales coluviales y eólicos pertenecientes a este nivel pueden relacionarse con los materiales del Pla de Barcelona y terrazas del Llobregat (Solé et al., 1957; Virgili 1960; Solé, 1963); las observaciones de terreno y la revisión de los datos de estos trabajos a la luz de las hipótesis actuales sobre la formación de las costras calcáreas (ver Ruellan, 1971; Vaudour, 1976), llevan a considerar que los niveles rojos de estas formaciones son en general verdaderos horizontes argílicos «in situ», y las costras cal-

cáreas son individualizaciones en un horizonte BCa del carbonato procedente de la alteración de los limos eólicos en los horizontes superiores; esta hipótesis es similar a la expresada anteriormente por Ribera (1945), y es compatible con los espectros de minerales pesados hallados por Virgili (1960), si se considera que la alteración de las gravas de pizarras liberaría los minerales metamórficos.

El nivel I está formado por glaciares y terrazas muy bien conservados, con una altura relativa del orden de 30 m, en los que solamente se han desarrollado suelos pardos (7.5 YR 5/4) con una cierta eliminación de carbonato en el horizonte superior y una acumulación en gránulos y pseudomicelios en el inferior. Según Calzada (1975) este nivel habría suministrado una defensa de *Elephas antiquus* en St. Sadurní. Inmediatamente por debajo de este nivel, a una altura relativa del orden de 22 m, que tiende a disminuir aguas abajo, aparece una banqueta aluvial raramente relacionada con glaciares, de naturaleza casi únicamente limosa, y en la que he encontrado algunas precipitaciones de sulfatos. A este pequeño nivel lo he denominado Ia y tiene una significación sensiblemente diferente a la de los demás niveles.

Por último, a la llanura aluvial del río Anoia, originada por la antigua tendencia de éste curso a describir meandros en el sector ocupado por los materiales incoherentes del Mioceno, la he denominado nivel O. El espectro de los aluviones de este nivel muestra un gran enriquecimiento en elementos retrabajados de los conglomerados miocenos, a costa de una disminución de los procedentes de la Depresión del Ebro, lo que indica una tendencia al encajamiento con menor aporte de las vertientes. Análogamente, la forma de los elementos es considerablemente más gastada y ligeramente menos aplanada.

Dinámica actual

La dinámica actual está fuertemente modificada por la actividad humana, especialmente por la gran extensión de los cultivos (viñedos principalmente) y por la degradación que han sufrido las masas boscosas. La consecuencia fundamental de esta alteración de las condiciones naturales es el incremento de la arroyada, que ha obligado tradicionalmente a los agricultores a la construcción de banales para retener las tierras, y ha originado la formación de cárcavas y *badlands* (ver Gallart, 1979, en un sector cercano y de características litológicas no muy distintas). La tendencia actual del Anoia a la formación de canales anastomosados puede ser también debida al aumento de la torrencialidad y del transporte consecuente con este aumento de la escorrentía directa, y, probablemente, a la disminución de los caudales bajos, a causa de las desviaciones para regadíos.

Sistemas morfogenéticos pleistocenos

Los periodos morfogenéticos del Cuaternario están caracterizados en el Penedès por una gran eficacia de la arroyada y de la erosión pluvial, con una apreciable meteorización física. Estas condiciones motivaron primero el ahogamiento de los lechos fluviales por el aumento de los aportes laterales y la elaboración de glaciares en las rocas que no precisaban una previa meteorización para la denudación por aguas (una larga duración de estas condiciones permitieron la elaboración de glaciares en calizas masivas en el Cuaternario antiguo o n. V). La gran importancia de los aportes laterales condicio-

no una dinámica en canales trenzados de los ríos, a pesar del nivel regresivo del mar (las terrazas desaparecen o pierden altura en las zonas vestibulares de los ríos; ver Solé et al., 1957 para el Llobregat; Bomer, 1978 para el Ebro, y Sala, 1980 para el Tordera).

Podemos por lo tanto aceptar que los periodos de intensa morfogénesis corresponden a grandes trazos con los periodos fríos del cuaternario, como se suele proponer para el área mediterránea (ver Gallart, 1977) y para la zona templada (ver Tricart y Vogt, 1967). Sin embargo, en el Penedès no se ha observado ningún fenómeno ligado a la existencia de un pergelisuelo, siendo hasta las deformaciones relacionables con suelos helados estacionales muy dudosas. Solamente a partir de alturas del orden de los 800 o 900 m empiezan a aparecer fenómenos y formas ligadas a una morfogénesis de tendencia periglacial, como la fisuración de las calizas triásicas en las cercanías de La Llacuna, la formación de pináculos de gelivación en Montserrat, y, más lejos, las formas y formaciones periglaciales del Montseny (Llobet, 1975, 1978).

En relación con estos mismos periodos es de notar la importancia de las formaciones limosas de carácter eólico; en el momento actual no hay datos que permitan asegurar una zona de origen, aunque las áreas más favorables a la deflación podrían ser las montañas medias, y la Depresión Central Catalana, sobre todo si se considera la importancia de los vientos del W durante los periodos fríos y la existencia de formas de deflación.

El Penedès es un área rica en suelos rojos; especialmente los de los niveles V y II son interesantes por haber sido fosilizados por aportes y haber escapado por tanto a posteriores edafogénesis. La existencia en el nivel II de tres suelos superpuestos con horizontes argílicos bien desarrollados y con encostramientos calcáreos, plantea la problemática de la velocidad de evolución de tales suelos: es probable que la gran riqueza en fracción fina y en carbonatos de los limos eólicos haya posibilitado su rápida formación, ya que la mayor parte de la arcilla no sería de alteración sino detritica, y los limos calcáreos tienen una gran superficie específica, y por tanto, una gran solubilidad, favorecida por un drenaje mejor que el de una formación aluvial con la misma granulometría.

Es interesante notar que la gran mayoría de las formaciones coluviales y eólicas muestran una actividad edafogénica sincrónica con su deposición; esta actividad se manifiesta por el movimiento de carbonatos, acumulados en forma de pseudomicelios, nódulos y candelas, y una brunificación del material que puede llegar a rubefacción cuando el material original era ya poco calcáreo. Este hecho indica que las condiciones ambientales no han sido durante los periodos fríos lo bastante rudas (por sequedad o por frío) como para bloquear la edafización, sino que ésta era solamente disminuida por la remoción de los horizontes superiores o por la llegada de material fresco. Durante los periodos de menor actividad morfogenética (interglaciales o interestadiales), una cobertera vegetal más densa frenaría la erosión pluvial, la acción eólica y disminuiría la arroyada, facilitando una mejor evolución de los suelos, ya que la sequedad no tiene por qué haber sido más intensa que en la actualidad.

BIBLIOGRAFÍA

ADROVER, R., MEIN, P., MOISSENET, E., 1978: «Nuevos datos sobre la edad de las formaciones continentales neógenas de los alrededores de Teruel». *Est. Geol.*, 34: 205-214.

- AGUIRRE, E., DIAZ MOLINA, M. y PÉREZ GONZÁLEZ, A., 1975: «Datos paleomastológicos y fases tectónicas del Neógeno de la Meseta Sur española». *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 5. Miscelánea Neógena: 7-29.
- AGUIRRE, E., ANTUNES, M. T., IACCARINO, S., MONTENAT, CH., ROBINSON P., 1977: «Present state of first order correlations between marine and continental in Mediterranean Neogene, on chronological scale, according to current K/Ar dates (compiled and revised by...)». Round - Table on Mastrostratigraphy of the W. Mediterranean Neogene Madrid, 1976. *Trab. Neógeno-Cuaternario* 7.
- ALMEIDA, A., 1953: «Mapa Geológico de España 1:50.000 Hoja n.º 419 Vilafranca del Penedès» 62 pp. 1 mapa col.
- ALMERA, J., 1900: «Mapa Geológico topográfico de la Provincia de Barcelona Región 3.ª c del río Foix a La Llacuna» 1:40.000 explicación somera en la misma hoja.
- BOMER, B., 1978: *Le Bassin de l'Ebre et ses bordures montagneuses. Etude Géomorphologique*. Thèse Doc. ès Lettres. U. de Caen 3 Toms. 662 p.
- CABRERA, L., 1979: *Estudio estratigráfico y sedimentológico de los depósitos continentales basales del Mioceno de la Depresión Vallés-Penedès*. Tesis de Licenciatura. U. de Barcelona 361 p. (inédito).
- CALZADA BADIA S., 1975: «Desembocaba el río Anoia directamente en el Mediterráneo». *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. C.S.I.C. Vol. especial I centenario (Geol.)*: 61-70.
- CRUSAFONT, M., 1954: «Quelques considérations paléobiologiques sur le Miocène Espagnol». *Annales de Paléontologie*, 40: 97-103.
- ESTEBAN, M., PERMANYER, A., 1977: «El Mioceno del Penedès; los arrecifes». *I Seminario Práctico de Asociaciones arrecifales evaporíticas*. Barcelona 1977: 2.2-2.6.
- FONTBOTÉ, J. M., 1954: «Las relaciones tectónicas de la depresión del Vallés-Penedès con la Cordillera Prelitoral Catalana y con la Depresión del Ebro». *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, Tomo extra Homenaje a E. H. Pacheco: 218-310.
- GALLART, F., 1977: «Los glaciares: Problemas de nomenclatura, clasificación y génesis (estudio bibliográfico)». *Acta Geológica Hispánica*, 12 (1/3): 12-17.
- GALLART, F., 1978: «Primeros datos sobre el Plioceno continental del Penedès». *Acta Geológica Hispánica*, 13 (2): 70.
- GALLART, F., 1979: «Observaciones sobre la geomorfología dinámica actual de la Conca d'Odena (alrededores de Igualada, prov. de Barcelona)». *Actas de la III Reunión Nacional. Grupo Español de trabajo del Cuaternario*. Zaragoza, septiembre de 1977: 123-134. Madrid.
- GALLART, F., DOMÉNECH, J., 1979: «Una adaptación de los índices de morfometría de elementos detriticos para posibilitar el análisis estadístico». *Actas de la IV Reunión del Grupo Español de trabajo del Cuaternario*. Banyoles: 96-105.
- GALLART, F., 1980: *Estudi geomorfològic del Penedès, sector Anoia i Riudebitlles*. Tesis doctoral. Fac. de Geología 250 p. (inédita).
- GALLART, F., 1981: «Morphométrie des galets: quelques perfectionnements à la méthode d'A. CAILLEUX». *Révue de Géomorphologie Dynamique* (30(3)): 95-111.
- GARCIA RODRIGO, B., 1956: «El valle del Anoia». *Mem. y Com. Inst. Geol. Dip. Prov. Barna.*, 16: 45-80.
- GOLPE POSSE, J. M., 1979: «Sobre la paleobiología del Vallesense de la región de Sabadell». *Boletín Geológico y Minero*, 90 (5): 432-450.
- GUIGÓN, I., BENZAQUEN, M., MARTÍNEZ, W., NUÑEZ, A., CABANAS, I., MENNING, J. J., FINA IBÉRICA - IGME 1973 a: «Mapa Geológico de España 1: 50.000 Hoja n.º 419, Vilafranca del Penedès». 48 pp. 1 mapa col.
- GUIGÓN, I., BENZAQUEN, M., MARTÍNEZ, W., NUÑEZ, A., CABANAS, I., MENNING, J. J., FINA IBÉRICA - IGME 1973 b: «Mapa Geológico de España 1:50.000 Hoja n.º 447, Villanueva y Geltrú» 35 p. 1 mapa col.
- GUIMERA, J., SANTANACH, P. F., 1978: «Sobre la compresión alpina en el sector central de las Cadenas Costeras Catalanas». *Acta Geologica Hispánica*, 13 (2): 33-42.
- INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION. 1976. *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure*, 220 pp., H. D. Hedberg, Ed; John Wiley and Sons N. York.
- IARRAGAN, A. MASACHS, V., 1956: «Mapa Geológico de España 1:50.000 Hoja n.º 363: Manresa» Madrid 108, p. 1 mapa col.
- LÓPEZ MARTÍNEZ, N., 1975: *Evolution de la Lignée PIEZODUS-PROLAGUS (Lagomorpha, Ochotonidae) dans le Cénozoïque d'Europe Sud-Occidentale*. thèse U. Sciences et Techniques du Languedoc, 230 pp.
- LOBET, S., 1975: «Materiales y depósitos periglaciares en el macizo del Montseny. Antecedentes y resultados». *Revista de Geografía*, 9 (1/2): 35-58.
- LOBET, S., 1978: «Depôts périglaciaires dans le massif du Montseny». *Colloque sur le périglaciaire d'altitude du domaine méditerranéen et abords*. Association Géographique d'Alsace Strasbourg, p. 157-160.
- LLÓPIS LLADÓ, N., 1943: «Estudio tectomorfológico de la Terminación meridional de la depresión Prelitoral Catalana». *Est. Geogr.*, 4 (10): 31-111.
- MAGNÉ, J., 1970: *Etudes microstratigraphiques sur le Néogène de la Méditerranée Nord Occidentale. V-I: Les Bassins néogènes Catalans. V-II: Le Néogène du Languedoc Méditerranéen*. Thèse Un. P. Sabatier, Toulouse ed. Lab. Géol. Médit. et C.N.R.S. v. I. 260 p. v. II 435 p.
- MARTIN-VIVALDI, J. L., FONTBOTÉ, J. M., RAUSSELLI-COLOM, J. A., TRUYOLS, J., 1957: «Sobre la composición mineralógica de las arcillas del Mioceno del Vallés-Penedès». *Est. Geol.*, 14 (35/36): 305-321.
- MASACHS, V. y VILLALTA, J. F., 1953: «Aportación al conocimiento de la cronología de las terrazas fluviales del NE de España». *Mem. y Com. Inst. Geol. Dip. Prov. Barna.*, 10: 73-77.
- MEIN, P. y MICHAUX, J., 1970: «Un nouveau stade dans l'évolution des Rongeurs pliocènes de l'Europe sud-occidentale». *C.R. Acad. Sc. Paris*, 270: 2.780-2.783.
- MEIN, P., 1975: «Proposition de Biozonation du Néogène Méditerranéen à partir des mammifères». *Actas I Col. Int. Sobre Bioest. cont. del Neógeno superior y Cuaternario Inf. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 4: 112-113.
- MICHAUX, J., 1980: «Rapport Languedoc-Roussillon», in Chaline J. (ed.) *Problèmes de stratigraphie du Quaternaire en France et dans les pays limitrophes*: 314-316 supplément au Bulletin de l'A.F.E.Q. n.s. n.º 1, Dijon.
- RIBERA FAIG, J. M., 1945: «Observaciones sobre el cuaternario de la comarca del Maresme (Barcelona)». Miscelánea Almera 1.ª parte. *Pub. Inst. Geol. Dip. Prov. Barcelona.*, : 213-293. Barcelona.
- RIBERA FAIG, J. M., 1950: «The Plio-pleistocene boundary in the north-eastern coast of Spain». *XVIII Int. Geol. Cong. 1948, Sec. H. part 9, London*, pp. 78-84.
- ROUSSET, C., 1980: «Altérites plio-pleistocènes et series carbonatés autour du Nord-Ouest de la Méditerranée». *Journées de la R.C.P.* 510 Nov. 1979. *Travaux du laboratoire de géologie historique et de Paléontologie*, 11: 59. Marseille.
- RUELLAN, A., 1971: «Contribution à la connaissance des sols des régions méditerranéennes: les sols à profil calcaire différencié des plaines de la Basse Moulouya (Marroc Oriental)». *Mém. ORSTOM* 54, 302 p. (Thèse CNRS A. O. 4.086. Strasbourg).
- SALA SANJAUME, M., 1978: *La cuenca del Tordera, Estudio Geomorfológico*. Tesis Doctoral Dep. Geografía, U. de Barcelona, 255 p. (inédita).
- SANZ DE SIRIA, A., 1979: «Flora miocénica de Espiells (cuenca del Penedès) (nota preliminar)». *Bulleti Informatiu. Institut de Paleontologia de Sabadell*, 11 (1/2): 48/54.
- SOLÉ, L., VIRGILI, C. y ZAMARREÑO, I., 1957: *Livret guide d'excursions: Enrions de Barcelona et Montserrat*. V. Congres. Inter. INQUA 38 p., 9 figs. Barcelona.
- SOLÉ, L., 1958: *Geografía de Catalunya*. Ed. Aedos, Barcelona, T 1, 646 p.
- SOLÉ, L., 1963: «Ensayo de interpretación del Cuaternario Barcelonés». *Miscelánea Barcinonensia*, 2: 8-54.
- SOLÉ SUGRANES, L., 1978: «Alineaciones y fracturas en el sistema catalán según las imágenes LANDSAT-1». *Tecniterrae*, 4 (22): 6-16. Madrid.
- TRICART, J. y VOGT, H., 1967: «Quelques aspects du transport des alluvions grossières et du façonnement des lits fluviaux». *Geografiska Annaler*, 49 A (2/4): 351-366.
- VAUDOUR, J., 1976: «Cronique de pédologie méditerranéenne: les croûtes calcaires ont-elles toutes une origine pédologique?». *Méditerranée*, 1 (76): 71-81.
- VAUDOUR, J., 1979: *La région de Madrid, alterations sols et paléosols*. Ed. Ophrys, 390 pp. Paris.
- VILLALTA, J. F. de, ROSELL, J., OBRADOR, A., 1968: «Una nueva aportación al conocimiento del Mioceno marino del Vallés». *Acta Geológica Hispánica*, 3 (1): 19-21.
- VIRGILI, C., 1960: «Estudio de los minerales pesados del cuaternario continental del litoral catalán». *Anal. Edaf. Agrobiología*, 5 (19): 229-240.

Recibido, 12 de enero de 1981.

El Cuaternario al E. de Huesca

por Joaquín RODRÍGUEZ VIDAL

Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Universidad de Zaragoza.

RESUMEN

Se describen los depósitos cuaternarios existentes al Este de Huesca, su distribución espacial y los procesos que los han afectado a lo largo de su historia geológica reciente. También se analiza el fenómeno de captura por derrame del río Guatzalema en favor del río Flumen.

SUMMARY

This is a description of the quaternary deposits which lie at the East of Huesca, their spatial layout and the processes that have affected them throughout their recent geological history. The phenomena of capture of the Guatzalema river in favour of the Flumen river by overflowing is also analyzed.

INTRODUCCIÓN

El área estudiada (fig. 1) se sitúa en la Hoya de Huesca, al pie de la sierra de Sta. Eulalia, y está disectada por los ríos Flumen y Botella, este último afluente del Guatzalema. Estos ríos nacen en las sierras Exteriores Aragonesas, total o parcialmente, en sentido N-S y excavan profundas gargantas, tanto en los materiales triásicoeocenos de las Sierras como en los detríticos oligo-miocenos del Somontano, donde los desniveles se atenúan. Es aquí, en el piedemonte, donde las formaciones cuaternarias alcanzan un mayor desarrollo. Los ríos procedentes de las Sierras, al atravesar un sustrato más fácilmente erosionable, excavan lateralmente sus cauces, lo que permite la ocupación posterior por aluviones, hecho éste que apenas se produce en las foces. Los glaciares, de igual manera, necesitan modelarse sobre una litología bastante blanda, alcanzando una mayor extensión y un mejor desarrollo. Es por tanto evidente, que la composición litológica de las Sierras Exteriores formadas, sobre todo, por calizas eocenas de elevada potencia, y el fortísimo encajamiento de la red fluvial sobre su superficie, impedirá una adecuada representatividad de las formaciones superficiales que, por el contrario, se desarrollarán más fácilmente sobre las areniscas y margas aquitanienses de su piedemonte.

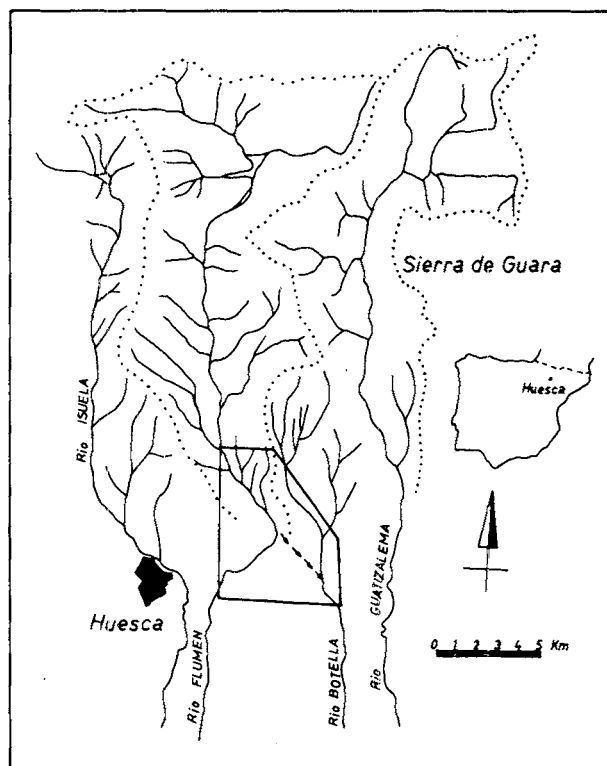


Fig. 1. Situación geográfica.

DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA

El conocimiento de la estratigrafía regional, a una escala no excesivamente detallada, lleva consigo una doble finalidad; por un lado, descubrir la procedencia de los materiales que forman los depósitos cuaternarios, cuyo origen puede ser autóctono o alóctono y, por otro lado, el reconocimiento del sustrato sobre el que se asientan dichos depósitos. La mayor o menor competencia de los materiales y su disposición estructural condicionan, igualmente, el modelado de la región.